

周江存, 孙和平, 徐建桥, 陈晓东. 2014. 海潮负荷对地球内部潮汐应力和应变的影响. 地震学报, 36(3): 433-442. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.03.009.

Zhou J C, Sun H P, Xu J Q, Chen X D. 2014. The effect of ocean tide loading on stress and strain in the Earth's interior. Acta Seismologica Sinica, 36(3): 433-442. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.03.009.

海潮负荷对地球内部潮汐 应力和应变的影响^{*}

周江存[†] 孙和平 徐建桥 陈晓东

(中国武汉 430077 中国科学院测量与地球物理研究所, 大地测量与地球动力学国家重点实验室)

摘要 详细介绍了海潮负荷影响的计算理论, 基于 PREM 地球模型计算了地球内部的负荷勒夫数及负荷格林函数; 并以上海台和武汉台为例, 计算了海潮负荷对不同深度处的应力和应变潮汐的影响. 结果表明: 深度是影响海潮负荷应力的一个重要因素, 在靠近计算点的区域, 应力负荷的影响随深度增大而减小; 而对于远离计算点的区域, 应力负荷的影响却随深度增大而增大; 另外, 深度会影响某些应力和应变潮汐分量时间变化的相位. 在沿海地区, 海潮负荷对应力和应变的影响超过了应力和应变固体潮的影响, 因此该影响在应力和应变测量中必须要加以考虑.

关键词 海潮负荷 应变 应力 深度

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.03.009

中图分类号: P312.4

文献标志码: A

The effect of ocean tide loading on stress and strain in the Earth's interior

Zhou Jiangcun[†] Sun Heping Xu Jianqiao Chen Xiaodong

(State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China)

Abstract: The theory of ocean tide loading computation was introduced in detail, and the load Love numbers and the Green's functions in the Earth's interior were computed for the Earth model PREM. Furthermore, the effect of ocean tide loading on strain and stress in the Earth's interior with different depths were computed at the stations Shanghai and Wuhan as examples. The numerical results show that the depth is a critical factor in the computation. The ocean tide loading effect commonly decreases with the depth increasing for the stations in the near field, whereas the effect is contrary for the stations in the far field. Additionally, the depth affects indeed the phases of the stress and strain tensor components. And the effect over coastal area is larger than that from solid

^{*} 基金项目 国家自然科学基金(41004009, 41074053)资助.

收稿日期 2013-05-27 收到初稿, 2013-07-20 决定采用修改稿.

[†] 通讯作者 e-mail: zjc@whigg.ac.cn

Earth tides. As a result, the ocean tide loading effect must be taken into account in the stress and strain measurements.

Key words: ocean tide loading; strain; stress; depth

引言

随着观测精度的提高,海潮负荷效应作为大地测量观测中的一个改正项显得越来越重要.目前的研究主要关注在地球表面,而对地球内部的研究甚少.应变和应力测量作为研究地震的重要手段,研究海潮负荷对地球内部应力和应变的影响就显得非常重要.海潮负荷是在日月引潮力作用下海水的涨落对地球的影响,通常包括海水的直接引力、地球在引力作用下的变形,以及由于变形导致的地球内部质量的重新分布(Melchior, 1978; 方俊, 1985; 许厚泽, 2010)等 3 部分效应;因此海潮负荷可以认为是日月引潮力对地球的二次效应.海潮负荷对于在地表或空间进行的大地测量学与地球物理学方面的观测都具有非常大的影响(周旭华, 2001; 周江存, 孙和平, 2005, 2007a, b),在沿海地区更是如此(周江存, 孙和平, 2005).

对于应变或应力潮汐来说,它们只包含地球在潮水压力作用下地球的变形效应.应变测量一直是研究地震及其相关科学的重要手段(周坤根等, 1991; 蒋骏, 张雁滨, 1994; 蒋骏等, 1995),在应变测量结果中具有非常明显的海潮负荷的信号,因此扣除海潮负荷的影响就显得非常重要.而地球内部的应力则对于地震的孕育与发生都具有非常重要的作用,在大地震来临之前,地球内部断层附近处于一个临界状态,任何微小的外力作用都有可能诱发地震.因此,早在 19 世纪末,就有关于潮汐触发地震的研究(Schuster, 1897).目前也有更多的证据表明,潮汐应力与地震的发生具有一定的联系(Tsuruoka *et al*, 1995; Tanaka *et al*, 2002; Métivier *et al*, 2009).目前关于海潮负荷的研究只限于地球的表面,而关于海潮负荷对地球内部影响的研究则比较少.孙文科(1991)曾对地球内部的海潮负荷应力潮汐进行了研究,但仅仅给出了 2 阶负荷勒夫(Love)数的结果;阎春恒等(2010)研究了海潮负荷对地震断层面的应力潮汐的影响,但计算应变时采用了差分代替微分的近似算法.另外,目前应力和应变测量有向地下深部发展的趋势(骆鸣津等, 2008).因此,研究海潮负荷对地球内部应力和应变的影响具有较大的科学意义,希望通过本文的研究能够对认识海潮负荷如何影响地球内部的应力和应变状态提供参考.

1 计算理论

1.1 负荷勒夫数

对于海潮负荷的研究,通常基于球对称、非自转、弹性、各向同性(spherically symmetric non-rotating elastic isotropic, 简称为 SNREI)的地球模型.通过计算格林函数和负荷质量的积分获得海潮负荷的影响.其中,负荷勒夫数的计算是基于 SNREI 地球模型在球坐标系下求解如下微分方程组:

$$\frac{d\mathbf{Y}}{dr} = \mathbf{A}\mathbf{Y}, \quad (1)$$

式中, $\mathbf{Y} = [y_1, y_2, y_3, y_4, y_5, y_6]^T$ 是由径向应力、径向位移、水平应力、水平位移、重力位及重力组成的向量, \mathbf{A} 是由地球模型参数组成的矩阵, r 是到球心的距离(Longman,

1962, 1963; Farrell, 1972). 许多研究人员对此进行了研究(汪汉胜等, 1996; Sun, Sjöberg, 1999; 徐建桥, 孙和平, 2003), 即采用龙格-库塔方法求解并给出了地表的负荷勒夫数. 由于我们需要研究地球内部的应力和应变特征, 因此需要获得地球内部的负荷勒夫数, 实际上在求解地表负荷勒夫数的过程中其内部的解也是一并求出的. 我们采用 Sun 和 Sjöberg (1999) 关于内部负荷勒夫数的定义

$$\begin{cases} y_1(r) = \frac{h'_n(r)}{g_0} \\ y_3(r) = \frac{l'_n(r)}{g_0} \\ y_5(r) = \left(\frac{r}{R}\right)^n + k'_n(r) \end{cases}, \quad (2)$$

式中, R 是地球半径; h'_n , l'_n 和 k'_n 是负荷勒夫数; g_0 是地表重力; 并重新定义 y_6 如下:

$$y_6 = \frac{dy_5}{dr} + \frac{n+1}{r}y_5 - 4\pi f\rho y_1, \quad (3)$$

式中, f 是引力常数, ρ 是密度. 由此, 其地表的边界条件变得更加简洁, 为

$$\begin{cases} y_2(R) = \frac{-(2n+1)g_0}{4\pi fR} \\ y_4(R) = 0 \\ y_6(R) = \frac{2n+1}{R} \end{cases}. \quad (4)$$

在计算过程中, 为了防止计算溢出, 采用汪汉胜等(1996)的变换方法, 并同时对方数积分的每一步进行归一化处理. 另外, 对 0 阶和 1 阶计算的特殊处理可参考 Sun 和 Sjöberg (1999) 文章.

1.2 应力和应变负荷格林函数

应变是位移及其导数的组合, 因此应力和应变的格林函数只与负荷勒夫数 h'_n 和 l'_n 相关, 而与 k'_n 无关. 为了便于海潮负荷的研究, 将负荷质量置于球坐标的极点 N (即北极). 由于对称性, 只有 4 个非零应力分量的海潮负荷格林函数(许厚泽, 2010)

$$\begin{cases} \tau_{rr}(\psi) = \sum_{n=0}^{\infty} y_2 P_n(\cos\psi) \\ \tau_{\phi\phi}(\psi) = \sum_{n=0}^{\infty} \left[\lambda \frac{dy_1}{dr} + \frac{2(\lambda+\mu)y_1 - (\lambda+2\mu)n(n+1)y_3}{r} \right] P_n(\cos\psi) - \\ \quad \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2\mu}{r} y_3 \cot\psi \frac{d}{d\psi} P_n(\cos\psi) \\ \tau_{aa}(\psi) = \sum_{n=0}^{\infty} \left[\lambda \frac{dy_1}{dr} + \frac{2(\lambda+\mu)y_1 - (\lambda+2\mu)n(n+1)y_3}{r} \right] P_n(\cos\psi) - \\ \quad \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2\mu}{r} y_3 \cot\psi \frac{d^2}{d\psi^2} P_n(\cos\psi) \\ \tau_{r\phi}(\psi) = \sum_{n=0}^{\infty} y_4 \frac{d}{d\psi} P_n(\cos\psi) \end{cases}, \quad (5)$$

式中, μ 和 λ 为拉梅(Lamé)常数, 由地球模型给出, 是 r 的函数; y_1 对 r 的导数可以通过

式(1)求得,它是 y_1, y_2 和 y_3 以及拉梅常数的函数. P_n 是勒让德(Legendre)多项式. 对于应变的负荷格林函数可以通过应力-应变的关系求得,也可通过垂直和水平位移求得,即

$$\begin{cases} \epsilon_{rr}(\psi) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{dy_1}{dr} P_n(\cos\psi) \\ \epsilon_{\psi\psi}(\psi) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{y_1}{r} P_n(\cos\psi) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{y_3}{r} \frac{d^2}{d\psi^2} P_n(\cos\psi) \\ \epsilon_{aa}(\psi) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{y_1}{r} P_n(\cos\psi) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{y_3}{r} \cot\psi \frac{d}{d\psi} P_n(\cos\psi) \\ \epsilon_{r\psi}(\psi) = \frac{1}{2} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{dy_3}{dr} + \frac{y_1 - y_3}{r} \right) \frac{d}{d\psi} P_n(\cos\psi) \end{cases}, \tag{6}$$

同样, y_3 对 r 的导数也可以通过式(1)求得,它是 y_1, y_3 和 y_4 以及拉梅常数的函数.

1.3 海潮负荷计算

上述负荷格林函数是基于位于北极点的负荷的,而实际上海水负荷质量是全球分布的,因此在实际计算时需要将每个单元负荷质量对应力的影响进行坐标变换并进行叠加,即将以负荷质量所处位置为北极的坐标系转换到地球坐标系(图 1). 图 1 中 N 表示地球的北极, A 表示负荷质量所处位置, B 是计算点,则以负荷点为北极的坐标系下的应力张量为

$$\mathbf{I} = \begin{pmatrix} \tau_{rr} & \tau_{r\psi} & 0 \\ \tau_{r\psi} & \tau_{\psi\psi} & 0 \\ 0 & 0 & \tau_{aa} \end{pmatrix}, \tag{7}$$

根据应力的坐标变换公式即可求出在地球坐标系下的应力张量的各个分量,其转换矩阵为

$$\mathbf{P} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\alpha & \sin\alpha \\ 0 & -\sin\alpha & \cos\alpha \end{pmatrix}, \tag{8}$$

即以 B 点处的 r 轴为旋转轴,逆时针旋转 α 角度,可得在地球坐标系中 6 个独立的应力格林函数为

$$\begin{cases} \tau'_{rr} = \tau_{rr} \\ \tau'_{r\theta} = \tau_{r\psi} \cos\alpha \\ \tau'_{r\lambda} = -\tau_{r\psi} \sin\alpha \\ \tau'_{\theta\theta} = \tau_{\psi\psi} \cos^2\alpha + \tau_{aa} \sin^2\alpha \\ \tau'_{\theta\lambda} = (\tau_{\psi\psi} - \tau_{aa}) \sin\alpha \cos\alpha \\ \tau'_{\lambda\lambda} = \tau_{\psi\psi} \sin^2\alpha + \tau_{aa} \cos^2\alpha \end{cases}. \tag{9}$$

由式(9)可以看出,除了 rr 分量的格林函数外,其它分量的格林函数都与方位角有关. 因此,由此计算的海潮负荷应力分量也不像 rr 分量那样,只与负荷所在位置和计算点之间的角距离有关.

有了负荷格林函数,就可以计算海潮负荷的影响. 其计算公式(Agnew, 1997)为

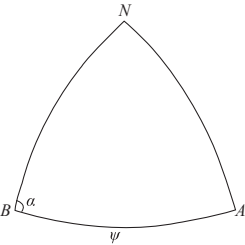


图 1 球面坐标示意图
Fig. 1 Sketch map of spherical coordinate

$$L(\theta, \lambda, t) = R^2 \rho_w \int_0^{2\pi} \int_0^\pi H(\psi, \alpha, t) G(\psi) \sin\psi d\psi d\alpha,$$

(10)

式中, L 是负荷应力, ρ_w 是海水密度, H 是海潮的瞬时潮高, G 是式(9)表示的格林函数. 计算时, 我们采用 NAO99b 全球海潮模型(Matsumoto *et al*, 2000), 并采用积分格林函数方法, 其定义(Goad, 1980; Agnew, 1997)为

$$I(\psi) = R^2 \int_{\psi-\Delta/2}^{\psi+\Delta/2} G(\psi) \sin\psi d\psi.$$

(11)

通过求出的 y_1, y_2, y_3 和 y_4 , 以及勒让德函数及其导数, 就可以算出积分格林函数(Zhou *et al*, 2013). 由于格林函数在近区的变化比较剧烈, 因此近区的积分负荷格林函数的计算需要非常小的积分步长.

2 数值结果

我们首先采用 PREM 地球模型(Dziewon-ski, Anderson, 1981; 汪汉胜等, 1996)进行计算, 获得了地球地表及内部的负荷勒夫数(图 2). 由图 2 可知: 当阶数很大时, 地球内部的负荷勒夫数都趋近于 0, 这与地表的负荷勒夫数有很大的不同; 当深度变大时, 负荷勒夫数随着阶数的增大更快地趋近于 0, 这是因为它们都含有 $(r/R)^n$ 的因子.

通过负荷勒夫数, 我们就可以计算获得积分负荷格林函数, 在此过程中我们运用了增强级数收敛的方法(Farrell, 1972), 并且积分步长也采用随角距离而变化的值(表 1), 在近区采用较小的步长, 在远区采用相对大一点的步长.

图 3 给出了不同深度处的 4 个独立积分负荷格林函数. 由于分成 4 种积分步长, 函数值变化达几个数量级, 因此为了看清各部分的细节, 分成 4 个部分分别显示. 从图 3 可以看出: 深度越小, 近区的积分负荷格林函数值越大, 而远区的函数值则越小; 深度越大, 积分负荷格林函数最大值出现的地方离负荷点越远, 但是其幅度要比深度小的最大值小; 对于 $\psi\psi$ 和 $\alpha\alpha$ 分量, 当角距离小于 10° 时, 积分负荷格林函数值对深度比较敏感; 当角距离超过 10° 时, 对于不同深度的积分负荷格林函数值基本保持一致; 而对于 rr 和 $r\psi$ 分量, 无论是在远区还是在近区, 函数值对深度都异常敏感.

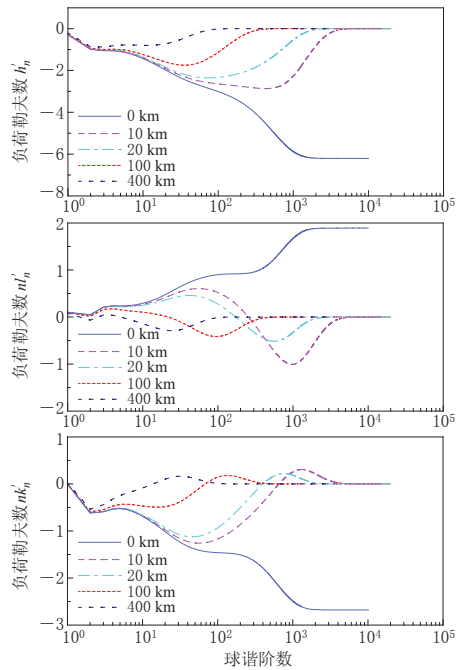


图 2 地球地表及内部负荷勒夫数随球谐阶数的变化
Fig. 2 Changes of surface and internal load Love numbers with harmonic degree

表 1 计算积分负荷格林函数的积分步长
Table 1 Steps for computation of the integrated load Green's functions

角距离/°	积分步长/°
0—1.0	0.001
1.0—10.0	0.100
10.0—90.0	0.500
90.0—180.0	1.000

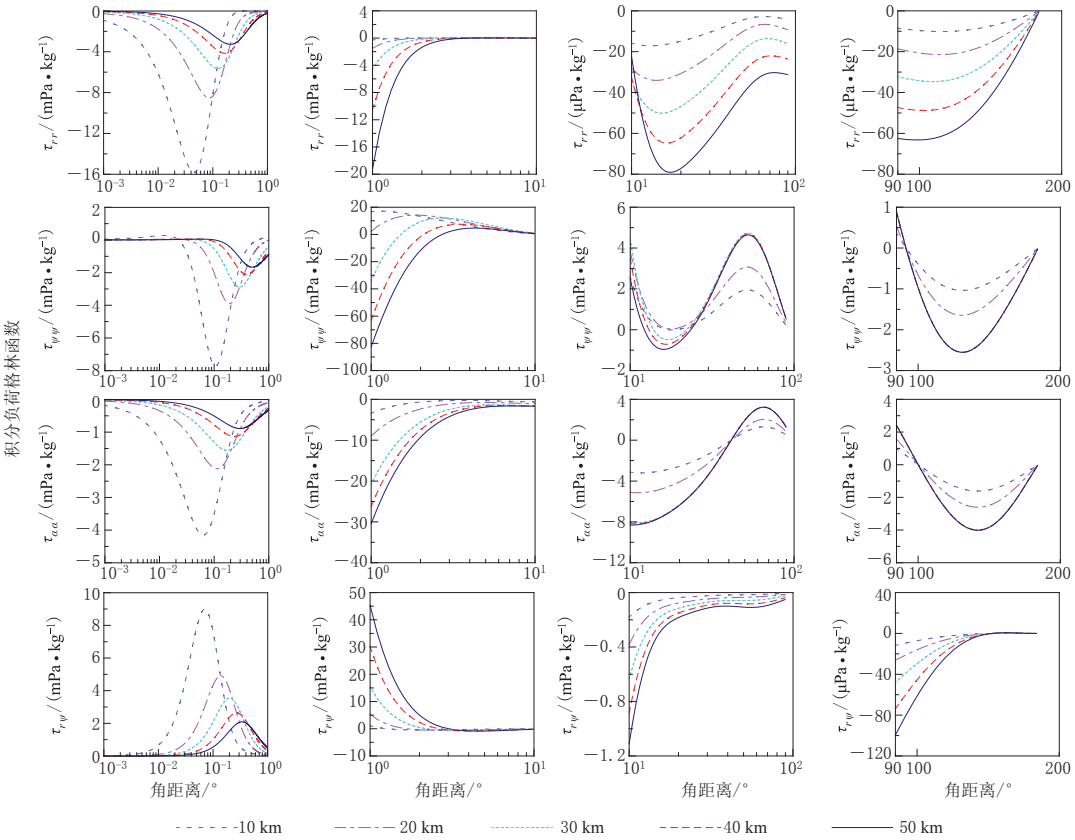


图 3 不同深度处的积分负荷格林函数

Fig. 3 The integrated load Green's functions for different depths

由于海潮负荷的影响与计算点到海洋的距离有非常大的关系，因此我们选择了近海的上海台和远离海洋的武汉台分别计算了海潮负荷对应力潮汐的影响(取 2013 年 1 月 1 日为中心的 40 小时时间段，开始于 2012 年 12 月 31 日 4 时)，结果如图 4 和图 5 所示。

由图 4 可知：对于远离海洋的武汉台，海潮负荷对应力潮汐的影响量级在 $10^2\text{--}10^3\text{ Pa}$ 之间，呈现半日波的特征；总体说来，海潮负荷对浅部的应力影响很小，而对深部的应力影响较大，这一点也可从图 3 中远区的格林函数看出；除了 $\lambda\lambda$ 分量外，尽管在同一个经纬度，但是在不同深度处，海潮负荷对应力潮汐影响的相位是不一致的，有些深度甚至是反相的，这反映了深度对于海潮负荷应力潮汐计算的重要性。

图 5 给出了海潮负荷对上海台不同深度处应力潮汐变化的影响。通过与图 4 对比可以看出，除了表现为半日波特征外明显不同：海潮负荷对应力潮汐的影响量级在 $10^3\text{--}10^4\text{ Pa}$ 之间，比在武汉台的影响大一个数量级； rr 分量的应力潮汐振幅随深度增大而减小，这正好与武汉台相反；3 个正应力潮汐的相位随深度的变化而保持不变，而切应力潮汐的相位随深度变化有很大的不同，有些也出现反相的情形。同样，图 6 和图 7 给出了上述两个台海潮负荷对应变潮汐的影响。由于切应变与应力只相差一个比例系数 2μ ，因此其变化特征与应力相同，所以图中只给出了正应变的结果。对比两图可知：海潮负荷对武汉台的应变潮汐影响的振幅在 10^{-9} ，而对上海台的影响振幅在 $10^{-8}\text{--}10^{-7}$ ；对于远离海洋的武汉台，

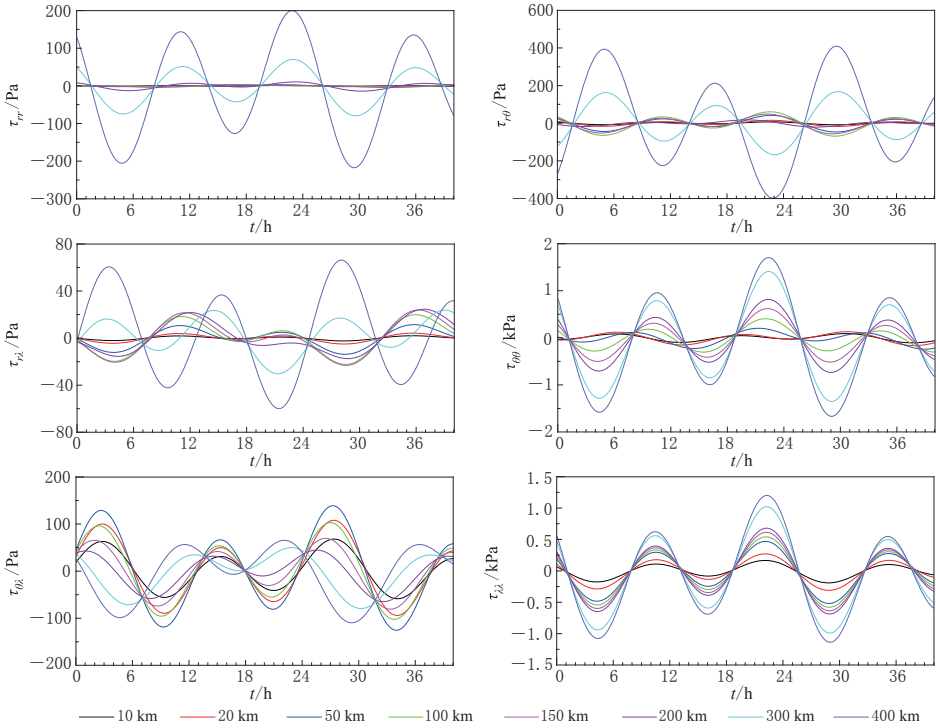


图 4 海潮负荷对武汉台不同深度处的应力潮汐变化的影响

Fig. 4 The effect of ocean tide loading on tidal stress in different depths at Wuhan station

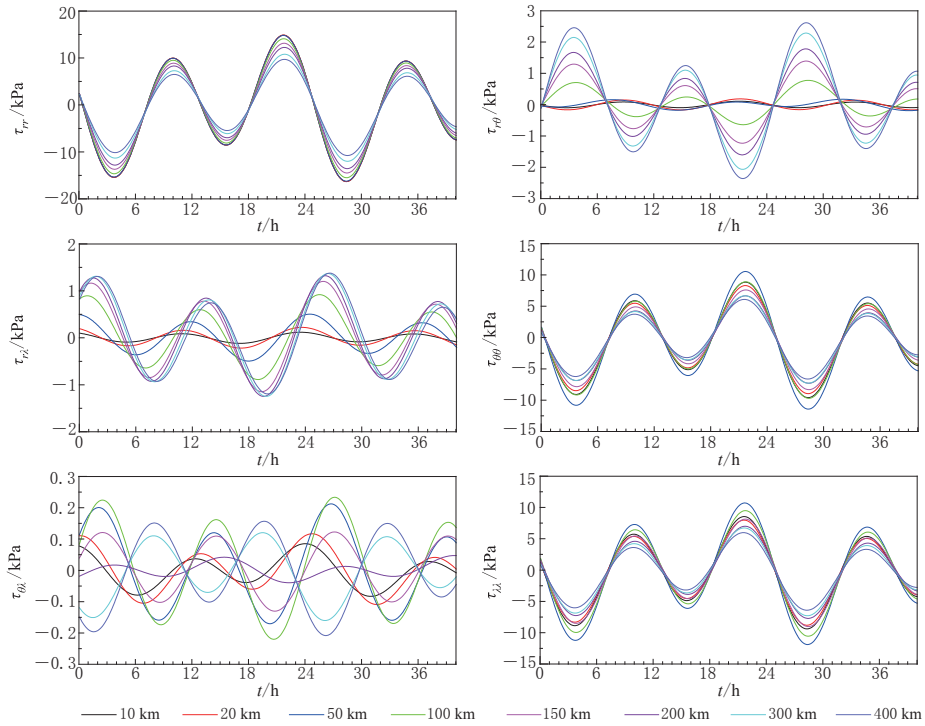


图 5 海潮负荷对上海台不同深度处的应力潮汐变化的影响

Fig. 5 The effect of ocean tide loading on tidal stress in different depths at Shanghai station

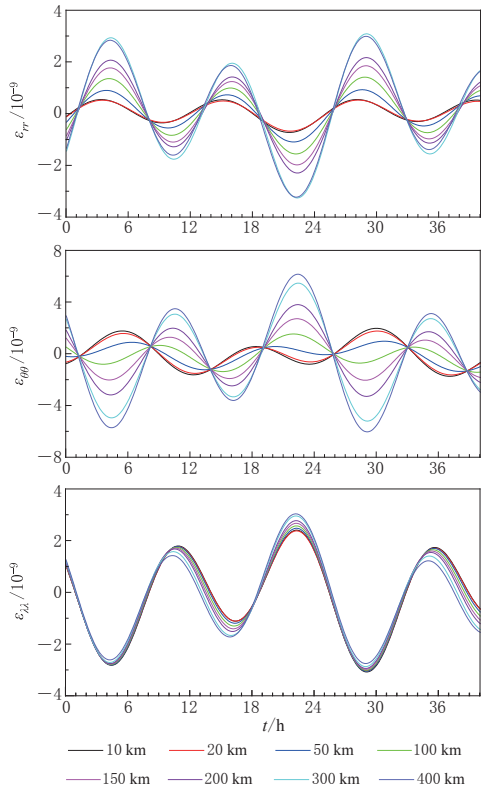


图 6 海潮负荷对武汉台不同深度处的应变潮汐变化的影响

Fig. 6 The effect of ocean tide loading on tidal strain in different depths at Wuhan station

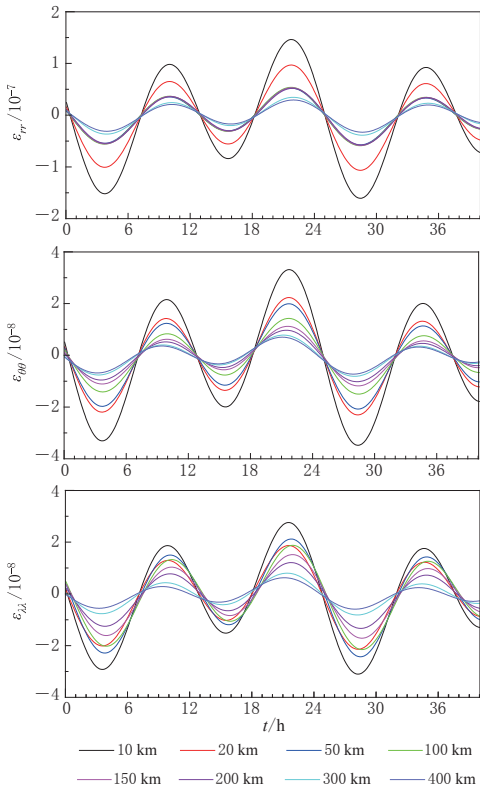


图 7 海潮负荷对上海台不同深度处的应变潮汐变化的影响

Fig. 7 The effect of ocean tide loading on tidal strain in different depths at Shanghai station

海潮负荷对其深部的应力影响较大，而对其浅部的影响较小，对于离海洋较近的上海台情况正好相反；对于武汉台，海潮负荷对 $\theta\theta$ 分量的正应变潮汐影响的相位随深度变化较大，而对其它两个分量的正应变潮汐影响的相位基本不随深度变化；对于上海台，海潮负荷对 3 个正应变潮汐影响的相位基本都不随深度变化，这是因为近区的影响占主导地位，它确定了正应变潮汐的相位，这也可从图 3 的积分负荷格林函数看出，近区的影响要比远区的影响大得多。

3 讨论与结论

本文介绍了海潮负荷对应力和应变潮汐的影响，并计算了地球内部的负荷勒夫数及负荷格林函数。通过积分格林函数方法计算了海潮负荷对武汉台和上海台不同深度处应力和应变潮汐的影响，并分析了其变化特征。

地球内部的负荷勒夫数与地表负荷勒夫数具有不同的变化特征，随着深度的增加，高阶负荷影响所起的作用越来越小。除了与海洋的距离之外，深度也是影响海潮负荷大小的因素。本文给出的负荷格林函数的结果表明：在计算点附近的区域，应力负荷的影响随深度增大而减小；而对于远离计算点的区域，应力负荷的影响则随深度增大而增大。

海潮负荷对应力和应变的影响是负荷格林函数与海潮潮高的全球积分, 沿海地区的海潮负荷影响的量级甚至超过了固体潮影响的量级. 与固体潮不同, 由于海潮空间分布的不规则性, 导致了计算的海潮负荷的应力和应变分量在沿海和内陆台站各分量的复杂性, 与计算点所处的位置有很大的关系. 对于应力或应变的某些分量来说, 深度也会影响其时间变化序列的相位.

应力和应变测量是地震研究的重要手段, 分析地震断层面上的潮汐应力对潮汐触发地震的研究以及地震监测预测研究也具有非常重要的意义, 而海潮负荷的影响又是潮汐应力中的重要组成部分, 因此海潮负荷的影响就显得非常重要, 本文结果为计算海潮负荷对应力和应变的影响以及影响量级和特征提供了有益的参考.

审稿专家为本文提出了具有建设性的意见, 在此表示感谢.

参 考 文 献

- 方俊. 1985. 固体潮[M]. 北京: 科学出版社: 30-79.
- Fang J. 1985. *The Solid Earth Tides*[M]. Beijing: Science Press: 30-79 (in Chinese).
- 蒋骏, 张雁滨. 1994. 潮汐线应变组合观测的物理力学实质及其调和分析[J]. 地球物理学报, **37**(增刊): 204-212.
- Jiang J, Zhang Y B. 1994. The physics-mechanical significance of tidal strain combination and its harmonic analysis[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **37**(Suppl.): 204-212 (in Chinese).
- 蒋骏, 张雁滨, 周翠屏. 1995. 我国应变固体潮观测及其长时间序列的调和与分析结果[J]. 地壳形变与地震, **15**(1): 81-85.
- Jiang J, Zhang Y B, Zhou C P. 1995. Strain tide observation and its harmonic analysis results of long series in China[J]. *Crustal Deformation and Earthquake*, **15**(1): 81-85 (in Chinese).
- 骆鸣津, 池顺良, 马鸿钧. 2008. 地层绝对应力测量与钻孔应变测量[M]. 北京: 地震出版社: 80-191.
- Luo M J, Chi S L, Ma H J. 2008. *Absolute Stress and Borehole Strain Surveys in the Earth's Interior*[M]. Beijing: Seismological Press: 80-191 (in Chinese).
- 孙文科. 1991. Love 函数与地球内部的潮汐形变[J]. 地球物理学报, **34**(3): 318-328.
- Sun W K. 1991. Love functions and their derivatives and tidal deformation in the interior of the Earth[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **34**(3): 318-328 (in Chinese).
- 汪汉胜, 许厚泽, 李国营. 1996. SNREI 地球模型负荷勒夫数数值计算的新进展[J]. 地球物理学报, **39**(增刊): 182-189.
- Wang H S, Hsu H T, Li G Y. 1996. Improvement of computations of load Love numbers of SNREI Earth model[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **39**(Suppl.): 182-189 (in Chinese).
- 徐建桥, 孙和平. 2003. SNREI 地球对表面负荷和引潮力的形变响应[J]. 地球物理学报, **46**(3): 328-334.
- Xu J Q, Sun H P. 2003. Deformation response of a SNREI Earth to surface loads and tidal forces[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **46**(3): 328-334 (in Chinese).
- 许厚泽. 2010. 固体地球潮汐[M]. 武汉: 湖北科学技术出版社: 1-26.
- Hsu H T. 2010. *The Solid Earth Tides*[M]. Wuhan: Hubei Science and Technology Press: 1-26 (in Chinese).
- 阎春恒, 吴小平, 许亚吉, 付虹. 2010. 印尼地区地震断层面上的海潮负荷应力特征[J]. 地震学报, **32**(4): 412-422.
- Yan C H, Wu X P, Xu Y J, Fu H. 2010. Characteristics of ocean tide loading stresses on earthquake faults in Indonesia region[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **32**(4): 412-422 (in Chinese).
- 周江存, 孙和平. 2005. 海潮负荷对 GPS 基线的影响[J]. 大地测量与地球动力学, **25**(4): 27-32.
- Zhou J C, Sun H P. 2005. Effect of ocean tide loading on GPS baseline measurement[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, **25**(4): 27-32 (in Chinese).
- 周江存, 孙和平. 2007a. 武汉台长周期重力固体潮观测的海潮负荷改正[J]. 大地测量与地球动力学, **27**(6): 28-32.

- Zhou J C, Sun H P. 2007a. Ocean tide loading correction on long period Earth tidal gravity observation at Wuhan station [J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, **27**(6): 28–32 (in Chinese).
- 周江存, 孙和平. 2007b. 海潮对卫星重力场恢复的影响[J]. *地球物理学报*, **50**(1): 115–121.
- Zhou J C, Sun H P. 2007b. Effect of ocean tide on recovery of satellite gravity field[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **50**(1): 115–121 (in Chinese).
- 周坤根, Ducarme B, 胡延昌. 1991. 黄石台 ORBES-81 型伸缩仪观测结果的调和分析及海潮改正[J]. *地球物理学报*, **34**(4): 474–481.
- Zhou K G, Ducarme B, Hu Y C. 1991. Harmonic analysis and ocean loading correction of observation by ORBES-81 extensometer at Huangshi station[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **34**(4): 474–481 (in Chinese).
- 周旭华. 2001. 高精度大地测量中倾斜及应变观测的海潮改正[J]. *地壳形变与地震*, **21**(3): 21–25.
- Zhou X H. 2001. Ocean tidal corrections for tilt and strain observation in high precision geodesy[J]. *Crustal Deformation and Earthquake*, **21**(3): 21–25 (in Chinese).
- Agnew D C. 1997. A program for computing ocean tide loading[J]. *J Geophys Res*, **102**(B3): 5109–5110.
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model[J]. *Phys Earth Planet Int*, **25**(4): 297–356.
- Farrell W E. 1972. Deformation of the Earth by surface loads[J]. *Rev Geophys*, **10**(3): 761–797.
- Goad C C. 1980. Gravimetric tidal loading computed from integrated Green's function[J]. *J Geophys Res*, **85**(B5): 2679–2683.
- Longman I M. 1962. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads; 1. Theory[J]. *J Geophys Res*, **67**(2): 845–850.
- Longman I M. 1963. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads; 2. Computations and numerical results[J]. *J Geophys Res*, **68**(2): 485–496.
- Matsumoto K, Takanezawa T, Ooe M. 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model; A global model and a regional model around Japan[J]. *J Oceanogr*, **56**(5): 567–581.
- Melchior P. 1978. *The Tides of the Planet Earth*[M]. California: Pergamon Press: 57–80.
- Métivier L, de Viron O, Conrad C P, Renault S, Diamant M, Patau G. 2009. Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **278**(3/4): 370–375.
- Schuster A. 1897. On lunar and solar periodicities of earthquakes[J]. *Proc R Soc London*, **61**: 455–465. doi:10.1098/rspl.1897.0060.
- Sun W K, Sjöberg L E. 1999. Gravitational potential changes of a spherically symmetric earth model caused by a surface load[J]. *Geophys J Int*, **137**(2): 449–468.
- Tanaka S, Ohtake M, Sato H. 2002. Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data[J]. *J Geophys Res*, **107**(B10): 2211. doi:10.1029/2001JB001577.
- Tsuruoka H, Ohtake M, Sato H. 1995. Statistical test of the tidal triggering of earthquakes; Contribution of the ocean tide loading effect[J]. *Geophys J Int*, **122**(1): 183–194.
- Zhou J C, Hwang C, Sun H P, Xu J Q, Zhang W M, Kao R, Cheng T. 2013. Precise determination of ocean tide loading gravity effect for absolute gravity stations in coastal area of China; Effects of land-sea boundary and station coordinate[J]. *J Geodyn*, **68**: 29–36.